

II-250

降雨域の挙動におよぼす風の地形の影響に関する研究

住宅都市整備公団 正 員 村上 明隆

名古屋大学工学部 正 員 松林宇一郎、高木 不折

1. はじめに

本研究ではアメダス観測の地上風およびラジオゾンデ高層観測の風と水蒸気量の情報を利用し、まず地形・対流の影響を考慮した三次元風速場を算定し、この風速場に水蒸気を流入させ、さらに降雨モデルを通して水蒸気を降雨に変換することにより降雨域を算定する手法を提案し、その結果を実測の降雨域の挙動と比較することにより、地形や風速場が降雨域の空間的分布とその時間的変動に与える影響を検討する。

2. 三次元風速場の算定

一般に大気の運動を考える場合、コリオリ力・摩擦力・気圧傾度力の3つの力を考えるが、次に示す基礎式は、それら全ての効果が考慮されており、地上最低層に接地境界層、その上にいわゆるエクマン境界層、その上に地衡風が流れる条件で導かれたものである。

表1 風速場算定の基礎式

連続式	$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{1}{H-h} \left(u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right)$	 (1)
x方向の釣合式	$f(v - v_{go}) + \frac{1}{(H-h)} \frac{\partial}{\partial s} \left(K \frac{\partial u}{\partial s} \right) = 0$	 (2)
y方向の釣合式	$-f(u - u_{go}) + \frac{1}{(H-h)} \frac{\partial}{\partial s} \left(K \frac{\partial v}{\partial s} \right) = 0$	 (3)
	$\omega = u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z}$	 (4)
	$s = \frac{z-h}{H-h} \left(\frac{x}{x_0}, \frac{y}{y_0} \right)$	 (5)

f : コリオリパラメータ u, v, w : 風速
K : 渦粘性係数 u_{go}, v_{go} : 総観測場の地衡風

ここではこの基礎式を用い次の手順に従って三次元風速場を算定する。

① 各アメダス観測点の地上風をもとに水平格子点下端の風速を算定する。② 地衡風は浜松での高層観測値を用いる。③ ①で算定した水平風速を下端の境界条件、②の地衡風を上端の境界条件として水平方向の釣合式を解き、全ての格子点の水平風速を求める。④ 算定した水平風速から連続式を通して鉛直風速を算定する。なお解析領域は名古屋地方気象台中心150km×150kmの領域で格子点間隔はΔx=Δy=5 kmとする。

上記の手法により地形性強制上昇流を算定することができる。しかし、より実現象に則した風速場を算定するためには、大気対流を考慮することが必要となる。そこで今回は、積乱雲の中の空気の流れが地形による強制上昇流と似ていることに着目し、降雨域の降雨強度を標高に変換、すなわち降雨域を一種の地形と見なして前述の手法により上昇速度を求め、さらに実地形による上昇速度を重ね合わせることで対流を考慮した風速場を算定している。

3. 降雨域の再現計算

先に算定した三次元風速場に水蒸気を流入させ、さらに雲物理過程を考慮した降雨モデルを通して降雨分布の再現を試みる。ここで用いた降雨モデルはケスラーのパラメタリゼーションによって大気中の水分量収支をモデル化したもので、水蒸気の凝結による雲粒の生成をはじめ雲粒から雨滴への転換、雲粒の雨滴による捕捉などの過程を考えて降水現象を表わす。表2にはモデルで用いられている基礎式を示す。

この基礎式のu, v, wに算定された風速場を定常的に与え、雲水量・雨水量を三次元的に計算する。基礎式は、時間に関しては前進差分、空間に関しては風上差分で近似するものとし、差分時間間隔は60秒とする。初期値は、浜松のラジオゾンデ高層観測の地上、850mb, 700mb(標高0m, 1500m, 3000m)の水蒸気量のデータ

表2 降雨域算定の基礎式

$$\frac{\partial L}{\partial t} + \frac{\partial (L u)}{\partial x} + \frac{\partial (L v)}{\partial y} + \frac{\partial (L w)}{\partial z} - L \frac{u}{H-h} \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{v}{H-h} \frac{\partial h}{\partial y} = w G - a (L - L_c) - c L \quad \cdots \cdots (6)$$

$$\frac{\partial R}{\partial t} = a (L - L_c) + c L \quad \cdots \cdots (7)$$

L : 雲水量 [g/m³] , R : 雨水量 [g/m³] , L_c : 転換がおこる限界の雲水量 (=1 g/m³)
 a : 雲粒の雨滴への転換の割合 (=10⁻⁴sec⁻¹) , c : 雨滴による雲粒捕捉の割合 [sec⁻¹]
 W : 気塊の上昇速度 [m/sec] , G : 単位距離上昇によるLの増加量 (=5.0×10⁻³-5.0×10⁻⁷・z g/m³)

を用い、各格子点の標高により線形内挿した値を与えた。実際の計算の具体的な手順は、① 三次元風速場を算定。② ①で算定した風速場を固定し、水蒸気を流入させ、基礎式により雲水量・雨水量を三次元的に計算する。③ 雨水量を降雨強度に変換し降雨域を算定。④ 30分おきに、発生させた降雨域をラジオゾンデ観測の700mb高度の風により移動させる。⑤ 1時間ごとに、境界条件であるラジオゾンデ、アメダスのデータを更新する。⑥ ①～⑤の手順を繰り返す。

4. 再現結果

以上の手法を1988年9月20日の降雨に適用した結果を次に示す。この降雨は南海上から湿った空気が吹き込み鈴鹿山脈付近に大雨をもたらしたものである。図1は20日0:00を初期状態として再現した降雨強度分布、図2はレーダ観測による降雨強度分布を示したものである。この図より、鈴鹿山脈での降雨域の発生形態、3:00～6:00にかけての鈴鹿山脈における降雨域の停滞、および7:00以降の降雨域の移動をよく再現できていることがわかる。この結果より鈴鹿山脈における降雨域の挙動は風と地形に密接に結び付いており、その変化傾向は今回提案したモデルにより表現可能であることが示された。

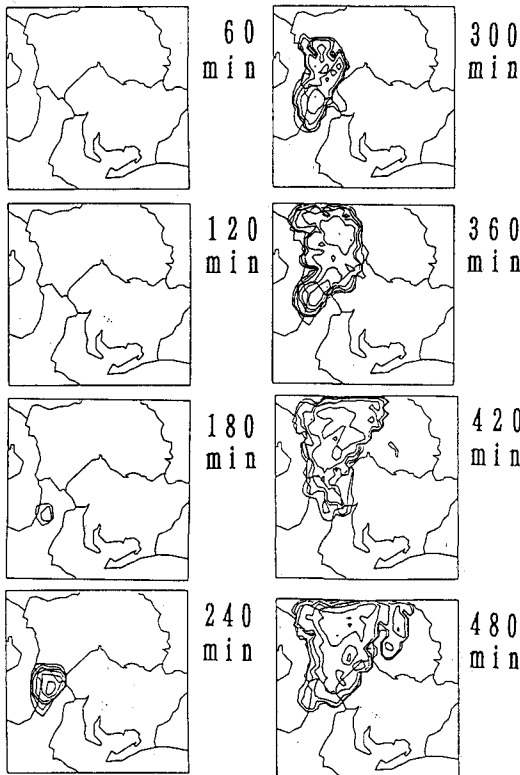


図1 算定した降雨強度分布

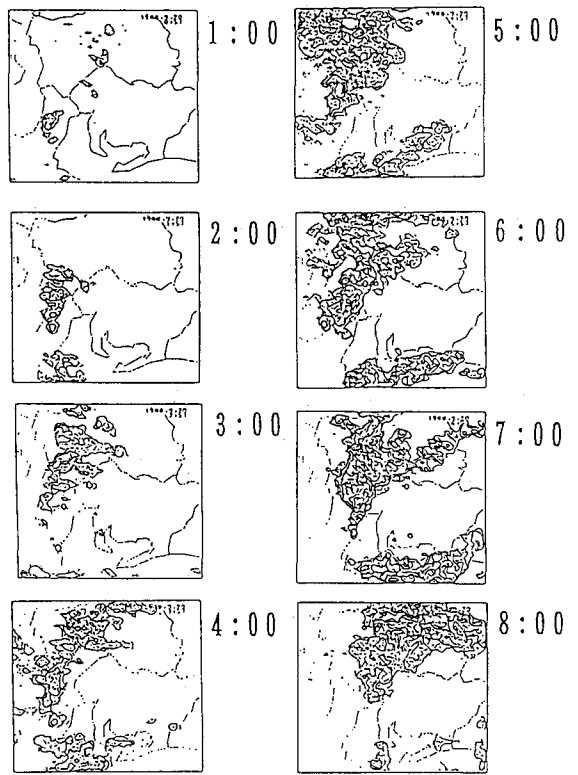


図2 レーダ観測による降雨強度分布

(1988年9月20日1:00～8:00)